

Title	土石流の実態とその発生条件に関する研究：高知災害を中心として
Author(s)	小橋, 澄治; 武居, 有恒; 福嶋, 義宏; 水山, 高久
Citation	京都大学農学部演習林報告 = BULLETIN OF THE KYOTO UNIVERSITY FORESTS (1976), 48: 136-148
Issue Date	1976-10-25
URL	http://hdl.handle.net/2433/191613
Right	
Type	Departmental Bulletin Paper
Textversion	publisher

土石流の実態とその発生条件に関する研究

——高知災害を中心として——

小橋澄治・武居有恒・福嶋義宏・水山高久

Studies on Mud Flows and their Occurrence Conditions in Kōchi District.

Sumiji KOBASHI, Aritsune TAKEI, Yoshihiro FUKUSHIMA
and Takahisa MIZUYAMA

目	次
要 旨	146
はじめに	136
1. 高知災害での土石流発生状況	137
2. 土石流発生の場合とその条件の検討	142
3. 土石流と生産土砂量	146
む す び	147
引 用 文 献	147
Résumé	148

要 旨

土石流の実態をその発生条件を中心に調べた。対象としたのは昭和50年8月の高知災害における荒廃流域および過去に土石流が多発した花崗岩地帯である。その主な結果は次の通りである。

- 1) 高知災害では構造的崩壊にもとづく土石流も散在するが大部分は急勾配（30°以上）1次谷が崩落し、それと2次谷上部を発生源として流下し、5°～10°の個所で堆積した。
- 2) 花崗岩地帯でも1次谷に始点を持ち2次谷上部を発生源として流下し5°以下の個所で堆積する。
- 3) 花崗岩地帯の1次谷の土石流発生率は1災害で40～60％に達する。高知では20％前後で高次谷ほど当然発生率は高くなる。急勾配渓流が多いほど発生率は勾配の影響が強くなる。
- 4) 土石流を発生した流域には明らかに低次の谷、山腹斜面の崩壊が多発している。土石流発生条件の一つとして検討すべきであろう。

は じ め に

昭和50年8月の5号台風によって高知地方はいちじらしい土砂害を受けた。その土砂害の大きい部分を土石流が占めている。著者らは50年度より土石流の発生機構を災害資料から探るという研究を始めていたので、3回にわたり現地調査を行なった。もちろん災害後の現地調査で得られる情報はかぎられており、明らかになった知見は多くないが今後の研究の足がかりになるものでありここに報告する。

高知災害の全般的な状況はすでにいくつか報告されている¹⁾。ここでは主として土石流の発生の場合と発生条件（地形的な条件）に問題をしぼりのべたいと思う。また筆者らは花崗岩地帯の土石流についても調査を進めておりその結果を対比しながら検討する。

この研究に当り、高知大学栃木教授、細田助教授の御助言を得た。また高知県砂防課の各位の

御援助を得ており、深く感謝したい。

この研究は昭和50年度文部省科研費「土石流の発生機構に関する研究」によって行われたことを附記する。

1. 高知災害での土石流発生状況

昭和50年8月の5号台風（連続雨量約1000mm，時間雨量約100mmが3時間続くという所もあった。）による高知県西部一帯の土石流被害は降雨特性にもとづく南北方向と地質構造にもとづく東北方向の地域的分布が明確に読みとれる。

土石流の形態は1次谷を起点とし2次谷及び3次谷の上流部を流下し，3次以降の谷に堆積する形が多いが，いわゆる地質構造上の弱線から生じた大崩壊土砂がそのまま土石流となって押出した形のものも散在する。

この調査で対象としたのは，みかぶ構造線上に位置するといわれる上八川の思地より上流部とその南に接する勝賀瀬川流域（秩父古生層帯に位置する。）とである。

上八川上流では本流に兩岸より多数の2次谷が流入し（谷分岐比は8になる）。本流延長約9km間で20本の支流のうち60%に土石流の発生をみた（図-1，表-1）。

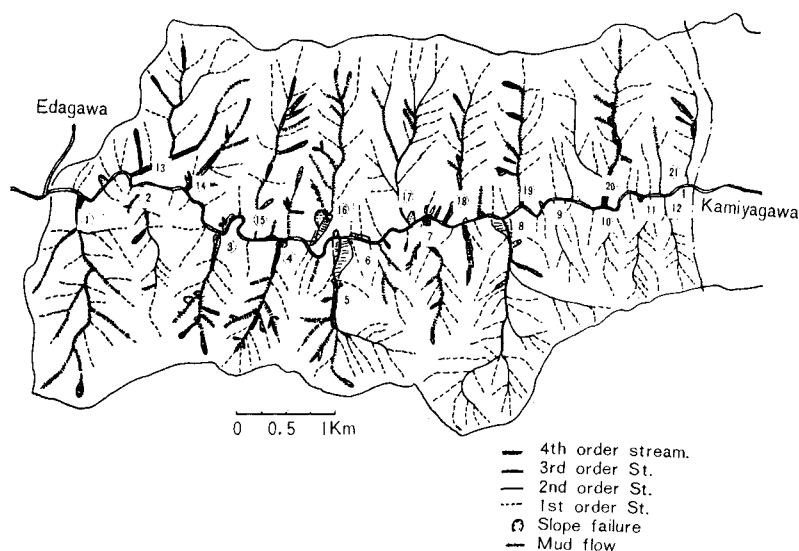


Fig. 1. Mud flow in Kamiyaga catchment

土石流の形態は図-2のように整理される。最上流の1次谷に崩壊があり，それは破碎された泥質岩より地下水が噴出し，パイピング的な崩壊を生じたと思われる。1次谷には破碎された岩石土砂が多量に残存し，谷上部ほど多い。この土砂には細粒分が多くあり水による流送を受けていない。発生の根源は1次谷からの土砂流出であるが溪床堆積物の流出というより，谷内の現位置風化物が崩壊したと考えるべきであろう。この附近の1次谷，0次谷の谷頭表層崩壊は崩壊深度が深く（時には数mに達する）地質構造的素因にもとづくものが多い。

大崩壊に基因する土石流は多量の土砂を崩壊地に残存させている。

土石流の流下域は勾配 10° ～ 25° の2次谷である。 20° 以上の個所は浸食と流送が卓越している。 10° ～ 20° の域での狭さく部では流送大で岩樋状となり広い部分では部分的に堆積を生じる。巨礫による流路閉塞が各所にみられ，その2次決潰も生じている。直径数mの巨礫が流動したか，洗

Table 1. Types of sediment yield of streams in Kamiyagawa area

Stream No.	Catchment area	2nd order stream				1st order stream				Type of sediment yield
		①	②	③	④	①	②	③	④	
	km ²									
1	1.91	5	4	380	24	21	6	440	29	A
2	0.50	1	1	1050	17	13	3	210	30	C
3	0.54	1	1	930	18	10	5	340	35	A
4	0.62	1	1	1100	16	12	6	380	33	B
5	1.21	1	1	1300	12	17	5	430	30	B
6	0.25	1	1	500	22	4	1	330	31	C
7	0.53	1	1	780	21	9	3	370	32	B
8	1.24	3	1	420	21	35	2	380	27	C
9	0.20	1	0	680	17	4	0	310	32	D
10	0.24	1	0	450	28	6	0	260	33	D
11	0.36	1	0	900	21	11	0	250	34	D
12	0.31	1	0	700	23	10	0	200	30	D
13	1.22	3	2	480	23	13	4	430	34	A
14	0.42	1	1	550	14	6	4	310	29	B
15	0.93	1	1	1550	15	12	5	370	34	B
16	0.91	1	0	1500	16	12	7	400	32	B
17	1.39	3	2	620	16	19	3	330	31	B
18	0.69	1	1	1300	19	11	3	310	34	C
19	0.74	1	1	1150	24	11	4	350	29	A
20	1.19	2	2	1050	22	17	3	340	32	B
21	0.63	1	0	880	25	6	2	350	33	D

① Numbers of streams in catchment

② Numbers of streams to occur mud flow

③ Mean length of streams

④ Mean gradient of streams

A; Stream that occurred mud flow

B; Stream that occurred mud flow but it stopped in stream

C; Stream to occurred sediment yield with tractive force of flow

D; Stream not to occurred sediment yield

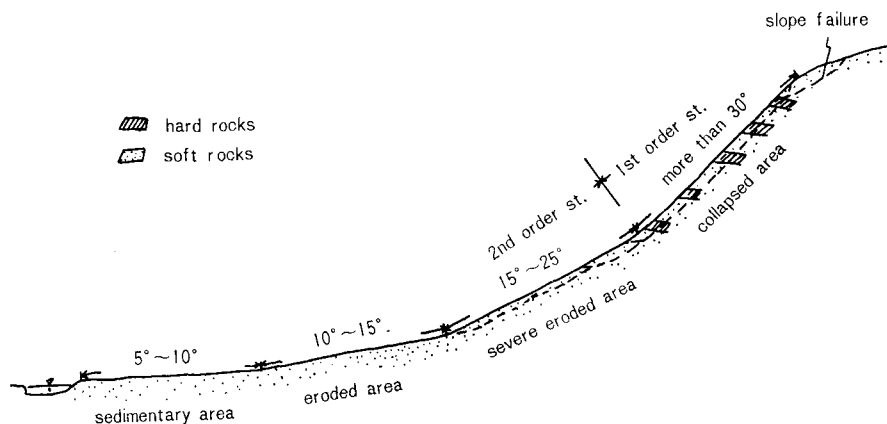


Fig. 2. Stream shape to occur mud flow (Kamiyagawa)

い出されたものか判断が困難である。同一断面である個所で異常な高水位痕跡がある反面、低い個所がほとんど浸食されていない個所があり、土石流が偏流したと考えられる場合もある。緩勾配部（10°以下）と急勾配部（滝状になる）とが交互に生じ中流部の平坦個所に多量の堆積（下流の扇状地堆積量の数倍に達する）を持つことがある。また、1つの谷で土石流流下が1回とはかぎらないようである。

土石流の堆積域についてみると、広い扇状地がある場合は5°前後で拡がり堆積する。この場合堆積深は浅く（1m程度）粒度はこまかい。

谷出口にすぐ本流があり扇状地が発達していない場合8°～10°程度で堆積する。扇状地後方10°前後の個所にも同様の堆積があり、この個所の堆積深は深く（2～3m）、大粒径のものが多く、大粒径のものは谷の出口より奥に堆積し小粒径のものが2次的に広く浅く流出堆積する。

各谷の土石流の状況は表-2の通りであるがこれをA：土石流が発生し、下流端に達したものの、B：土石流が発生し途中停止したもの、C：掃流による土砂流出が生じたもの、D：土砂流出が生じなかったもの、に区分し各要因との関連をみたのが表-3である。これをみると土石流発生には流域面積が大きいこと、1次谷の崩壊率が高いことがわかり、土石流途中停止では2次谷の勾配が緩いことがわかる。

Table 2. Sediment of mud flow (Kamiyagawa)

Stream No.	Volume of sediment yield	Sediment area			Mean sediment depth
		Mean gradient	Maximum width	Length	
1	7,100 m ³	3.5°	43 m	220 m	1 m
3	6,300	9	60	110	1.5
5	12,700	5	60	170	1
7	1,000	8.5	50	18	1.5
13	21,900	7	60	400	1.8
14	1,080	13	30	40	1.5
15	5,200	5.5	80	65	1.5
16	6,200	8.5	60	150	1.5
19	8,000	11	35	150	2
20	1,600	5	50	50	1

Table 3. Types of sediment yield and condition of streams (Kamiyagawa)

Type of sediment yield	Numbers	Mean catchment area	Mean length of 2nd order stream	Mean gradient of 2nd order stream	Mean number of 1st order stream	Rate of collapsed 1st order stream	Mean length of 1st order stream	Mean gradient of 1st order stream
A	4	1.10 km ²	1355 m	22°	14	35%	390 m	32°
B	8	0.90	1342	17	13	35	366	32
C	4	0.67	1028	20	18	14	308	31
D	5	0.35	722	23	72	5	274	32

この流域の土砂収支を概算してみると表-4の通りである。ここで2次谷浸食深は痕跡調査結果より平均1.8mとし、1次谷は浸食巾5m深さ1mとして計算している。また本流溪岸崩壊量は5,100m³と推定される、したがって総浸食量は747,000m³に達し、上八川思地までの全流域（調査地外も含む）を考えると単位面積浸食量は24,000m³/km²となる。上八川に流入した土砂量は堆積量を差引き、1次谷浸食量の20%が直接流入したとすると40万4千m³となる。一方この区間の上八川延長は8.6km、平均巾35mであり、本流河床に平均1m深で堆積したとすると30万

Table 4. Calculation of sediment yield (Kamiyagawa)

Stream No.	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
	m	m	$\times 1000 \text{ m}^3$	$\times 1000 \text{ m}^3$	$\times 1000 \text{ m}^3$	$\times 1000 \text{ m}^3$
1	2200	16	63		7	12
2	300	15	8		—	3
3	600	16	17		6	7
4	900	15	24	2	4	7
5	600	30	37	10	13	10
6	250	15	7	7	—	2
7	800	15	21		1	3
8	900	15	24	24	—	5
13	1800	20	64		22	8
14	600	15	16		1	5
15	1600	20	58		5	7
16	1000	15	27	92	6	12
			74*			
17	900	20	32	32	—	4
18	1100	15	30		1	4
19	1000	20	36		8	7
20	1300	20	47	7	2	4
others						16
Sum			580	174	76	116

(1) Eroded length of 2nd and 3rd order streams

(2) Eroded width of 2nd and 3rd order streams

(3) Eroded volume of 2nd and 3rd order streams

(4) Sediment yield stopped in streams

(5) Sediment yield in alluvial cone

(6) Eroded volume of 1st order streams

*; Volume occurred with great slope failure

2千 m^3 堆積し、残土約 105 m^3 が下流に流失したと考えられる。これは簡易な測量を含む踏査、空中写真判読、地形図解析による結果で概算であるが、高知県資料と大差なく、また思地合流点で簡単な流砂量計算（流出率仮定、合砂率約 0.3%）をしてみるとほぼ 9万 m^3 流出したことになりある程度信頼できよう。

勝賀瀬川流域は放射状に谷が発達し（谷分岐比は約 4、図-3）ている。個々の土石流の発生形態は上八川上流とほぼ同じであるが全般に規模が小さく、谷勾配も緩く、発生率が低い。4次谷程度で流域を区分し災害状況をみると表-5の通りである。全流域の単位面積当り浸食量は約 3 万 m^3/km^2 になる。

この流域での特徴は勝賀瀬川本流下流及び一部支流である。本流内堆積量は 45 万 m^3 とみられ本流への土砂流入量が 49 万 m^3 と推定されるから流域外への土砂流出はごくわずかだったといえる。これは上八川上流の洪水水位が勝賀瀬川の出水前に上昇し（降雨圏の移動のためである）勝賀瀬川はそのバックウォーターによって流出が阻害されたためと考えられる。これは勝賀瀬川末端部よりかなりの距離まで河床に厚く細粒土が堆積していたことから明らかである。また本流下流、一部支流内の堆積はきれいな成層構造を示しているし、この堆積は 5 号台風以降時期を経て形成された（すぐあとに 6 号台風が来ている）といわれるので、5 号台風時に上流部で大量の土砂が生産され、その後の降雨で流出堆積されたものもかなりあると思われる。

この流域では標高 200~300m 以上に緩勾配地域があり、この中流部での堆積が多くあり、本流堆積土砂は北谷、去谷からの流出及び本流沿い 1, 2 次谷からの土石流、山腹崩壊、溪岸崩壊土砂が大部分を占めている。

高知災害における土石流の発生はいわゆる破碎帯という地質構造的素因が大きい役割を果していることはいうまでもない。しかしそれは溪床堆積物の生成過程においていちじるしいわけで溪床堆積物が移動する過程においては勾配を主体とする地形要素が卓越して働き、その意味では他の地域との差異はないといえる。

破碎帯の土石流としての特性は破碎帯を反映する地形特性や破碎帯山体の地下水変動の特性、特異な岩体から生成される溪床堆積物の剪断特性、透水特性が明らかになってはじめて解明できるであろう。

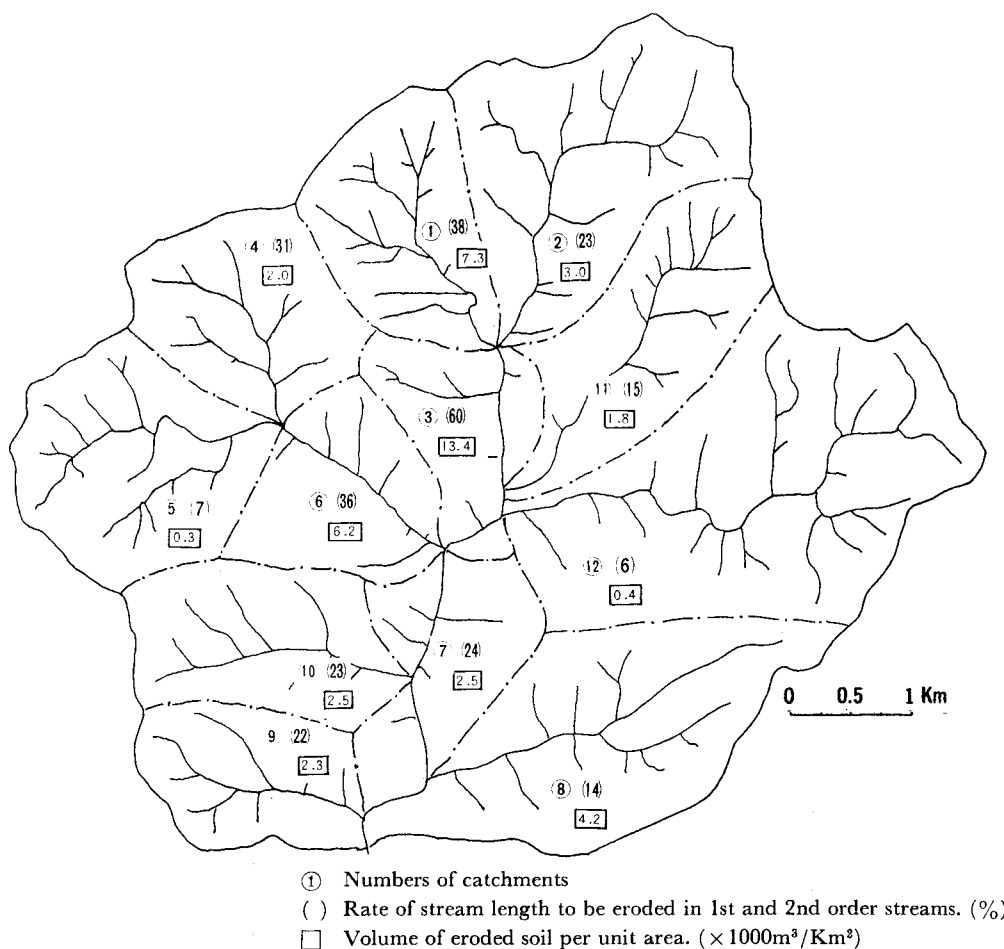


Fig. 3. Catchments and volume of eroded soil (Shōgase)

Table 5. Sediment yield of stream in Shōgase area

Name of catchment	1st order stream				2nd order stream				Volume of eroded soil × 1000 m ³	sediment yield to enter in main stream × 1000 m ³	Catchment area km ²
	(1)	(2)	(3)	(4)	(1)	(2)	(3)	(4)			
	%	m	°		%	m	°				
1. Sarutani	48	27	254	30.1	14	71	323	18.6	185	117	2.53
2. Kitadani	84	19	247	27.3	16	38	363	18.8	125	84	4.14
3. Upper part of main stream	34	65	233	32.3	5	80	295	19.8	142	136	1.06
4. Left stream of Mitsuishi	46	28	263	27.6	10	50	293	20.4	44	57	2.16
5. Right stream of Mitsuishi	65	3	286	28.9	14	29	284	20.7	8		3.16
6. Main stream of Mitsuishi	27	37	334	32.2	7	86	389	28.2	120		1.95
7. Lower part of main stream	33	18	302	28.2	6	50	320	20.8	43	36	1.70
8. Kometani	78	10	281	26.9	15	27	338	22.8	173	10	4.10
9. Shōgase kitadani	38	21	280	30.9	8	13	391	23.1	42	4	1.84
10. Sanyadani	29	21	334	29.0	7	43	485	26.2	57	27	2.30
11. Doigawa	63	13	254	27.2	13	38	275	20.5	48	19	2.73
12. Gōnodani	153	6	247	25.0	31	6	317	18.3	26	2	6.52
Sum	698	—	—	—	146	—	—	—	1,013	492	34.14
mean	—	17	268	28.0	—	36	331	21.0	—	—	—

(1) Numbers of streams

(2) Rate of numbers to occur mud flow

(3) Mean length of streams

(4) Mean gradient of streams

2. 土石流発生の場合とその条件の検討

土石流の発生状況を模式的に示すと図-4の通りである。同様な観点から花崗岩地帯の土石流の状況を対比して示す。

花崗岩地帯の土石流は1次谷に始点を持ちその谷頭には複数個の崩壊がある。1次谷下部(20°前後)及び2次谷上部(約15°以上)に溪床堆積物がすべて流出し岩樋状となる個所があり、これが発生域とみられる。2, 3次谷の10°前後の個所が流下侵食域であり、この個所に厚い堆積物が存在することが多く、その一部を侵食し土砂量を増大する。堆積は5°以下の個所である。

高知地区での土石流は1次谷がきわめて急勾配であり崩壊の形状を示している。1次谷下部及び2次谷の20°以上の個所が発生域と考えられ流下域は10°～20°、堆積域は5°～10°である。

土石流を溪床堆積物の集合運搬と考えるなら、溪床堆積物の中のある位置で土塊が剪断されることを考える必要があり、その機構は崩壊発生機構と同様に考えられる。谷の中の土塊(溪床堆積物)の安全条件は勾配、土塊の量、分布その剪断抵抗力、土塊中の地下水位(中間流水位)によって定まるが急勾配であると、地下水位が地表面下でも(土塊全体が不飽和でも)崩落する。これが崩壊現象であろう。この現象を生じるのは土の剪断抵抗力によって差はあるが一般には25°～30°以上の勾配であろう。それより緩勾配であれば土塊の安定を失うには地表面以上に地下水位が上昇し(地表水が現われ土塊に飽和以上の水が与えられる)なくてはならない。また崩落した土塊が流送されるには飽和以上の水分が必要であろう。これが土石流発生の一条件である。

一方実験的研究の成果によれば土砂が集合運搬されるには少なくとも10°以上の急勾配が必要といわれる。

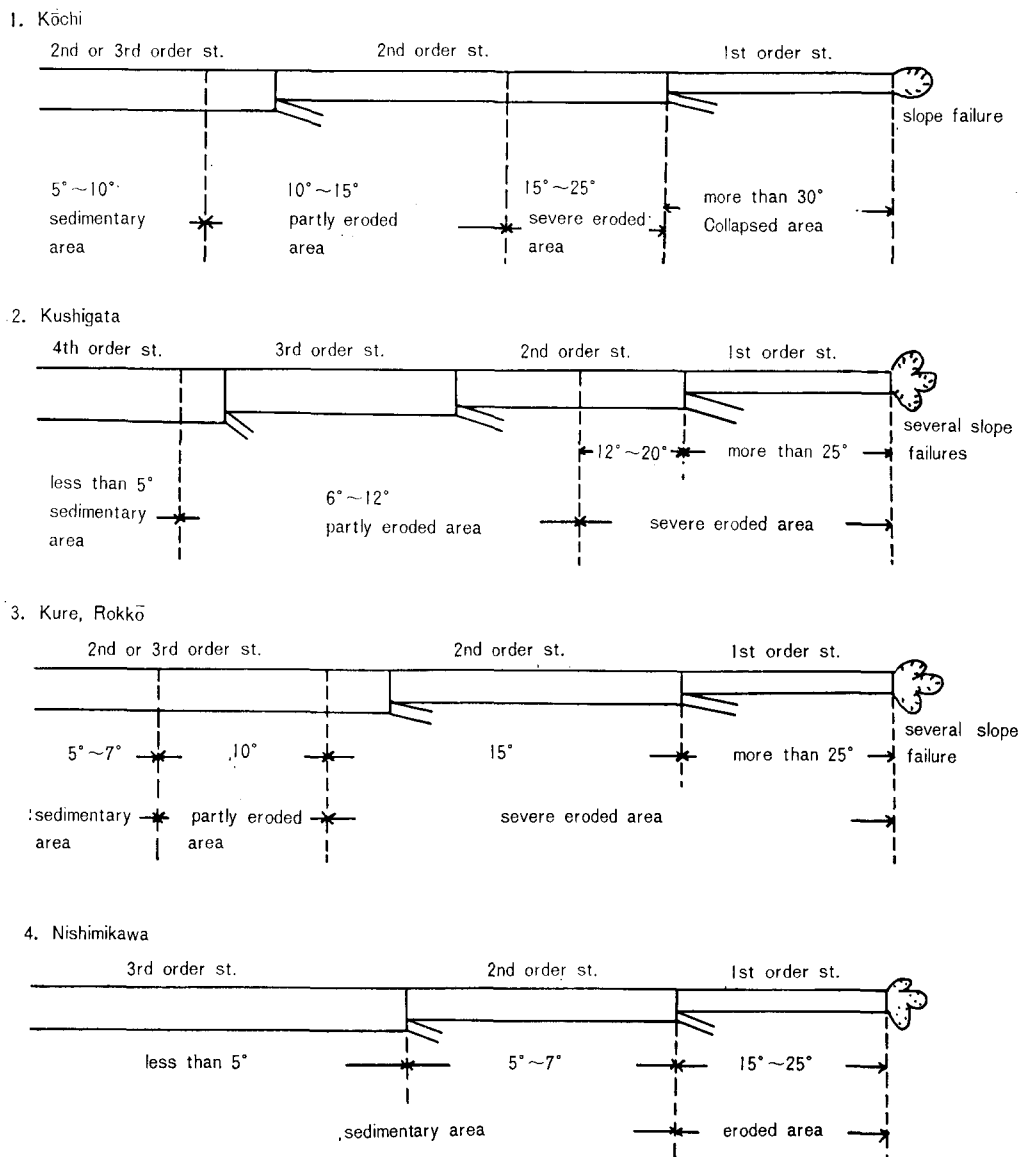


Fig. 4. Comparison of streams to occur mud flow

以上の点から考えて土石流及び崩壊の発生の方は1, 2次谷になると考えられる。

図-5は花崗岩地帯の1次谷の勾配分布と土砂流出の発生率を示したものであり、全体に勾配の緩い川を除き急勾配ほど発生率が高くなる。これらの地域では谷の流域面積、谷長と発生率の関係は明らかでない。西三河では逆に流域面積、谷長の増大と共に発生率が増加する傾向がある。これは急勾配の谷が多い場合には安定を失うのに地下水位の上昇は少なくにすみ、水量が少なくてよく、したがって流域内の水の集中をそれほど必要とせず勾配が最も大きい安定条件として働く。一方緩勾配だと安定を崩すのに多量の水を要し流域内の水の集中が必要になるためと考えられる。

花崗岩地区での一つの災害での1次谷土石流発生率はきわめて高く40~60%に達する。2次谷以降の土石流発生率は実にほとんど100%に達する。

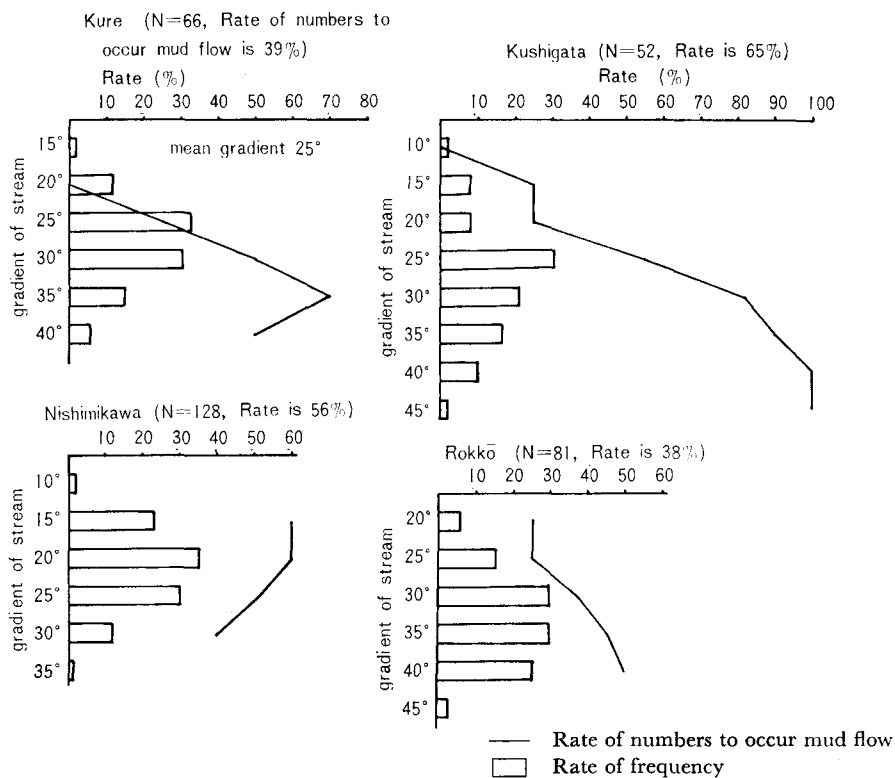


Fig. 5. Gradient of 1 st order stream and mud flow (granit region)

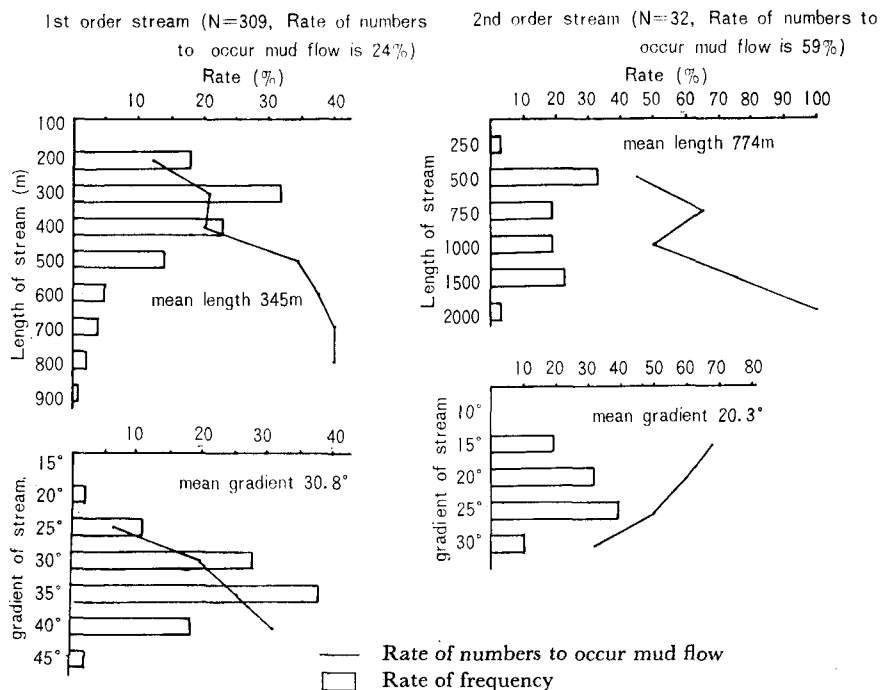


Fig. 6. Length, gradient of stream and mud flow (Kamiyagawa)

新潟県形地区飯角川流域に 50m メッシュをかけ 最大傾斜線に沿って流線網をえがき谷次数と土砂流出率をみると 1 次谷（地形図解析では 0 次谷又は山腹斜面に当る）が 23%，2 次谷（1 次谷に当る以下同様）61%，3 次以下 100% となる。

低次の谷（0 次谷を含めて）ほど堆積物（又は風化物）の多少、水の集まりは不揃いであり、かつわれわれには確認しがたい地下水が影響するから土砂流出の発生は確率的に見え、高次の谷ほど堆積物の存在、形状が容易に確認でき、土砂移動は主として地表水によることになり降雨—地表水の関連が確認しやすく定量的取扱いが容易になる。

高知地区の 1, 2 次谷の勾配分布と土石流発生率は図-6, 7 の通りである。1 次谷の大部分は 30° 以上であり、土砂移動は崩壊現象と考える方がよいであろう。崩壊あるいは土石流発生率は 1 次谷で 20% 前後、2 次谷は 40~60% であり、比較的緩勾配の多い上八川 2 次谷を除き勾配と発生率の関連性が大きい。上八川 2 次谷では勾配より谷長と発生率の関連が大きくその理由は花崗岩の場合と同様に考えられる。

溪床勾配や崩壊形態からみて高知地区と上記花崗岩帯とでは発生する現象と谷オーダーの関係が 1 ランク異なるように考えられる。

谷の次数区分は地形解析上重要な手法ではあるが、土砂移動形態、特に集合運搬域を考える場合に勾配の要因が卓越して働くから次数区分のみで議論することはできない。

土石流的な土砂移動が谷筋に生じるというのは谷に土砂堆積が生じることと水が集中するためである。しかし上流急勾配の個所ほど堆積物の安定条件を破る水量は少なくてよくごく狭い範囲

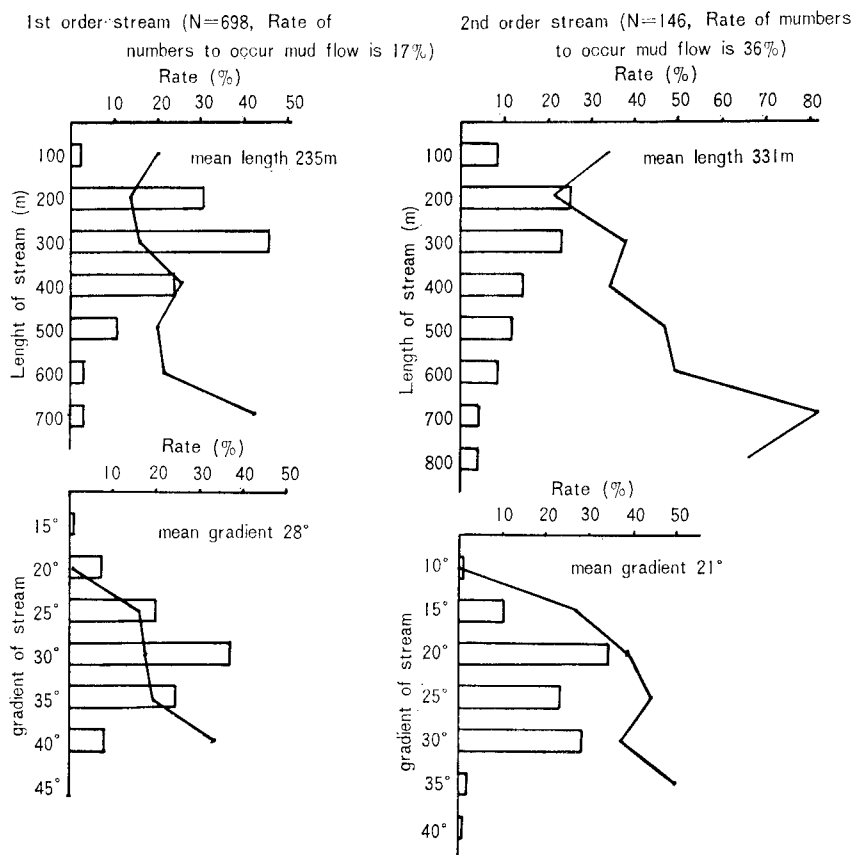


Fig. 7. Length, gradient of stream and mud flow (Shōgase)

の水の集中（あるいはその地点での降水量だけで十分な場合もある。）で十分であり、流域面積という要因の重要性は減ずるように思われる。⁴⁾

次に考えなくてはならないのは上流の崩壊の影響である。土石流の発生は谷のある地点での安定条件が破られることによるから、その地点より上流の土砂移動を考えなくても起りうる。しかしながら土石流の発生した1,2次谷ではその流域で低次の谷の崩壊、土石流が多発していることも事実である。

図-8は1次谷内の崩壊と土石流発生に関連をみたものである。花崗岩地区では土石流発生には1個以上の谷頭崩壊を伴っている。一つの土石流に2個以上の谷頭崩壊を生じているものは6～8割に達している。

高知地区においては土石流の発生源は2次谷が主体であるが1次谷の崩壊との関係を見ると図-9の通りである。すなわち上八川では2次谷土石流発生には1次谷の崩壊を伴ない。かつ2本以上あるものが2/3を占める。

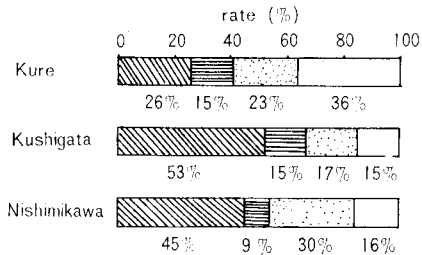


Fig. 8. Slope failure and mud flow in catchments of 1st order streams (granit region)

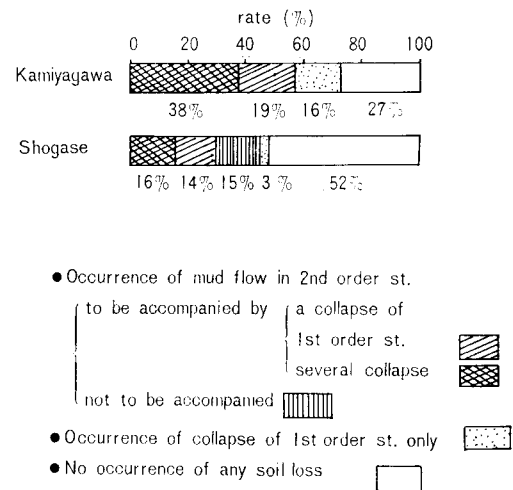


Fig. 9. Collapse of 1st order stream and mud flow in 2nd order st. (Kochi)

勝賀瀬でも同様な傾向であるが、ここでは1次谷崩壊を伴わない2次谷土石流がかなりある。これはこの地区の2次谷勾配は急なものが多いためもあると考えられる。土石流のごとく急激な土砂移動現象の発生には非定常な水の流れ、段波的な現象を考えるべきだという考えがある。土石流の痕跡調査から逆算した流下水量はその流域条件と降雨条件から考えてラショナル式で推定した水量よりはるかに多くなるという結果はいくつか報告されている。⁵⁾ もちろん土石流発生そのものによる段波発生を考えることも必要であるが、上流の崩壊現象によって後背山体に貯留されが水が急激に谷に供給されること、崩壊土砂が渓床堆積物に剪断力を附加すること、たとえそれが小さい量であっても安定の限界条件に近い場合には土石流発生の大きい要因になりうるだろう。

3. 土石流と生産土砂量

土石流の被害を想定し、対策工を考える場合には生産土砂量を検討する必要がある。

上八川地区の場合1次谷の崩壊土砂量は2次谷の流出土砂量の約5分の1のオーダーと推定さ

れる。この傾向は花崗岩地帯でも同様で山腹崩壊土砂量より2,3次谷で浸食流送される土砂量がはるかに大きい⁶⁾。

0次谷, 1次谷の崩壊状況を調べると崩土がかなり残存していることが多い。これは前述した通り急勾配斜面や谷筋では崩土量に対し水量が少なく下流へ流送できぬためであろう。一方20°前後の1次谷下部, 2次谷上部では堆積物のすべてが流失している事例が多い。この勾配では堆積物の移動に地表水が生じる水量が必要であり, その水量によって堆積物の流送が可能になるためと考えられる。したがって, いわゆる崩壊現象の接点(勾配で30°程度の個所であろう)で土砂移動は不連続になるように思われる。

高次谷ほど溪床巾, 谷長は大きく堆積物の量が多いから当然生産土砂量は増大する。しかし溪床巾全巾に土石流が流下することがなくなり, 溪床のある巾を浸食し, 新しい流路を形成する。

地質構造に基因する大崩壊は上八川, 勝賀瀬地区で数個ずつ発生しているが, 1個所で2,3万~10万 m³ の土砂を生産している。大崩壊は小流域単位にみた場合生産土砂源として大きい役割を果たす。しかし大崩壊の場合は崩壊個所にかかなり堆積残存する事例が多く, 崩土がすべてそのまま土石流化するわけではない。移動可能土砂として残存する部分が多いように思われる。

む す び

高知災害における土石流と花崗岩地帯の土石流の実態から主として土石流の流路条件を中心に検討した。この調査で明らかになったことは第1に土石流の発生源は勾配が10数度以上の1次谷下部あるいは2次谷上部であるという点である。土石流の発生の研究はこの地点においての溪床堆積物の分布, 地下水変動, 堆積物の剪断抵抗力, 溪床勾配を主たる要因とした安定条件を検討すればよいはずである。しかしながら残念なことに現時点において, 1次谷, 2次谷のこれらの要因の実態はほとんどわかっていない。これらの要因を明らかにするには急勾配極小流域の水文条件を実測によって解明すること(特に出水時について), 1,2次谷の溪床堆積物の分布, 強度的性質(高次谷のそれとは異なると思われる), 透水性について調査する必要がある。それには条件に適応した調査方法から開発する必要がある。

更に後背斜面, 低次谷の崩壊が大きい誘因とするならば, 崩壊発生と土石流発生に関連を追求しなければならない。この問題については現場観測・調査だけではその機構を究明しがたく, 実験による研究も必要である。

以上は単に溪床堆積物が土塊で移動を開始するという条件のみを考えている。その土塊が移動と共に量的に生長し加速しないと土石流にならない。土石流の生長過程, 流送条件は別に検討しなければならない。

引 用 文 献

- 1) 栃木; 台風5号6号の集中豪雨による高知県下における土砂災害の問題点(砂防学会シンポジウム, 昭和51年2月)
- 2) 矢野, 大同, 角屋; 土石流の発生限界に関する研究(京大防災研年報12号 昭和44年)
- 3) 椿ほか; 天草の土石流災害に関する地形解析的考察(第10回災害シンポジウム論文集, 1973)
- 4) 水山, 武居, 小橋; 土石流発生条件に関する具体的検討(昭和51年砂防学会研究発表会概要集, 昭和51年)
- 5) たとえば福嶋; 山地小流域へのラショナル式適用についての2,3の問題点(第87回日本林学会講演集 昭和51年)
- 6) 平尾, 大久保; 昭和42年7月豪雨災害について(新砂防75, 昭和45年)

Résumé

In this paper, we examined the conditions for mud flow occurrence, illustrating the mud flows which occurred in Kōchi (1975) and in granite regions.

The results were as follows:

1) Examining the mud flows at two catchment areas where many mud flows had occurred, it was made clear several characteristics of them in Kōchi and could be presumed the sediment yield to be brought with the mud flow and other erosion.

2) The mud flow was made with the severe erosion or the collapse of deposits in the lower part of 1st order stream or the upper part of second order. And it eroded the bed and side of 2nd order stream, then stopped at the areas of the gradient less than 10° (in Kōchi) or 5° (in granite regions)

3) In granite regions, the rate of numbers of mud flow occurrence in 1st order streams was 40 or 60%. In Kōchi, this rate was nearly 20%, and the rate of 2nd order streams was 40 or 60%. The rate of numbers of mud flow occurrence depended strongly on the gradient of stream.

4) It was recognized the occurrence of many collapses of the slopes and 1st order streams in upper part of mud flow. It will be necessary to investigate the role of the collapse for occurrence of mud flow.